

中央大学理工学部 学生員 ○山口将文
中央大学理工学部 正会員 志村光一

中央大学大学院 学生員 板谷越朋樹
中央大学理工学部 正会員 山田 正

1. はじめに 本研究の目的は上昇風速が雲粒形成過程に及ぼす影響を明らかにすることにある。著者らは長大立坑を用いた準実スケール雲物理実験により、雲の発生量が気温の上昇風速の変化に関係している事を捉えることが出来た。著者らが行った実験を再現計算したの結果より、上昇風速の大きさと雲底の高度と雲水量の関係を解明した。本論文は上昇風が立坑内の微物理過程に及ぼす影響について記述する。

2. 実験概要及び観測項目 図-1 に実験施設の概略と観測項目を示す。坑頂にファンを2基設置し、立坑内には3通りの上昇風速を与えた。これらの平均上昇風速は小さい順に 1.4 (m/s)、1.6 (m/s)、2.0 (m/s) であった。立坑坑底において化学成分を含んだ溶液を凝結核として噴霧し、立坑に流入する凝結核数濃度を制御している。噴霧方法は、液体を霧状にして噴霧する「非乾燥」と、霧状にした溶液粒子に熱風を当て、粒子中の水滴を蒸発させる方法の「乾燥」の2通りである。表-1 に実験で使った噴霧溶液と溶液の濃度を示す。

Case1、2 では溶液噴霧中に上昇風速を 1.6 (m/s) から 2.0 (m/s) させた。同様に Case3、4 では 1.4 (m/s) から 2.0 (m/s) に変化した。坑頂及び坑底では、人工生成された雲粒及びエアロゾルの数濃度の計測を行った。微小粒子の計測には、パーティクルカウンター (RION) を用いた。また、立坑内の気温の鉛直分布は、サーミスタ温度計を結わえた釣糸を坑頂から坑底まで吊り下ろして測定した (北海道大学低温科学研究所研究班)。気温は坑底を高度 0 (m) として、高度 10 (m) から 410 (m) の間に合計 15 地点の観測点を設け、立坑内の気温鉛直分布を計測した。

3. 実験結果 立坑坑頂において計測した粒子は、粒径が $0.3 < d < 1.0 (\mu\text{m})$ の粒子をエアロゾル、 $d > 1.0 (\mu\text{m})$ の粒子を雲粒子とした。図-2 は Case3 の噴霧条件で計測したエアロゾルと雲粒の数濃度の時系列である。溶液噴霧を行う前、雲粒数濃度は坑頂で約 4 (Count/cm³) が計測されていた。坑底で噴霧が開始されてから約 13 分後に坑頂の雲粒数濃度が増加し、約 255 (Count/cm³) で定常の値となった。坑頂の雲粒数濃度は上昇風速 $w=1.4 (\text{m/s})$ から 2.0 (m/s) に増加した直後、最大雲粒数濃度 411 (Count/cm³) に達し、その後減少して 341 (Count/cm³) で定常値となった。全ての Case で上昇風速の増加から約 5 分後に雲粒数濃度は最大値に達した。表-2 は、上昇風速が 1.4 (m/s) から 2.0 (m/s)、または 1.6 (m/s) から 2.0 (m/s) に変化する時のエアロゾル数濃度と雲粒数濃度の増加率である。増加率の算出には、上昇風速が増加する前後で計測したエアロゾル及び雲粒数濃度の定常値の時間平均値を用いた。図-3 に Case1 と Case3 において計測した立坑内の上昇風速と坑頂のエアロゾル及び雲粒の数濃度の関係を示す。図のプロットは、上昇風速 1.4 (m/s) または 1.6 (m/s) の時に噴霧した粒子が坑頂に達してその数濃度が定常となつてから、噴霧を終えるまでの時間に計測した値である。Case1 では、上昇風速の増加に伴い、エアロゾルと雲粒の数濃度は増加していたことがわかる。Case2、4 は Case3 と同様に上昇風速が 1.4 または $w=1.6 (\text{m/s})$ から 2.0 (m/s) に増加したとき、エアロゾル数濃度が減少し、雲粒数濃度が増加した。全ての Case において、上昇風速増大後の雲粒数濃度は増加した。

4. 再現計算による気温の鉛直分布と考察 Rutledge and Hobbs¹⁾ によって提案された降雨モデルを基礎に、雲粒形成過程に及ぼすエアロゾルの効果を導入した改良モデル²⁾ を用いて実験の再現計算を行った。表-3 に降雨モデルの凝結式を示し、表-4 に計算条件を示す。上昇風速は実験時に計測された 1.4、2.0 (m/s) の2つの条件を与えて計算を行った。図-4 は Case3 の実験結果と計算開始から 1800 (s) 経過した時の気温の鉛直分布である。 $w=1.4$ と 2.0 (m/s) の条件を与えて計算した結果

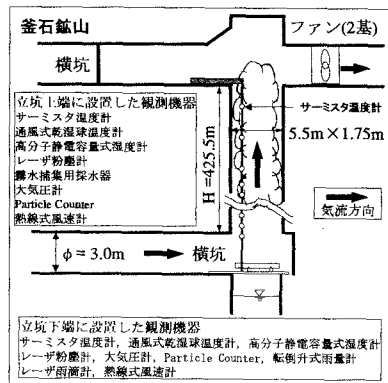


図-1 金石鉱山実験施設概略図

表-1 噴霧溶液一覧

Case1	塩化ナトリウム 10g/L 非乾燥	上昇風速	1.6 (m/s) → 2.0 (m/s)
Case2	塩化ナトリウム 200g/L 非乾燥	上昇風速	1.6 (m/s) → 2.0 (m/s)
Case3	硫酸化アンモニウム 200g/L 非乾燥	上昇風速	1.4 (m/s) → 2.0 (m/s)
Case4	硫酸化アンモニウム 200g/L 乾燥	上昇風速	1.4 (m/s) → 2.0 (m/s)

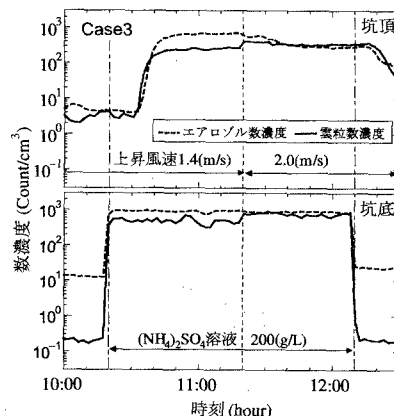


図-2 Case3 の時系列図

(上昇風速の増加後エアロゾル数濃度が約 45% 減少し、雲粒数濃度が約 49% 増加した。)

表-2 上昇風速の増加による数濃度の増加率

	Case1	Case2	Case3	Case4
エアロゾル数濃度	74.5%	-27.0%	-45.0%	-69.4%
雲粒の数濃度	26.3%	41.5%	48.9%	8.4%

キーワード：エアロゾル、凝結成長、上昇風速

連絡先：〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27 中央大学理工学部 TEL 03-3817-1805 FAX 03-3817-1803

はいずれも高度 200 (m) 以上の計測結果によく一致していることがわかる。この結果より 200 (m) 以上の高度で数値計算の精度が良いといえる。高度 200 (m) 以下の高度で気温は計算値より計測値の方が高い。これは計算の初期条件で用いた湿度よりも湿度の高い空気層があるためと考えられる。次に上昇風速が 0.35、4.0 (m/s) の条件を与えて計算した場合の雲生成過程の違いについて考察する。気温減率の変曲点が位置する高度を雲底と考えたと次のことが言える。立坑内の上昇風速に 0.35 (m/s) と与えた計算結果の雲底高度は低く、4.0 (m/s) の条件を与えた計算結果の雲底高度は高い。上昇風速を $w=4.0, 2.0, 1.4, 0.35$ (m/s) と与えた場合の計算結果の順に雲底の高度が高い。雲底高度は高い順に約 75、50、40、10 (m) である。上昇風速が大きいほど雲底は高い高度に存在する。図-5 は計算開始後 450 (s) と 1800 (s) の雲水量の鉛直分布図を示す。450 (s) では $w=0.35$ (m/s) の雲水量は高度約 175 (m) で最大値 0.45 (g/cm³) を示し、更に高度が上がると減少していることが分かる。上昇風速が小さい条件ほど低層で生成された雲水が上空に運ばれ、上空の雲水量が増加するのに時間を要する。図-5 の 450 (s) では、 $w=1.4, 2.0, 4.0$ (m/s) の条件で発生した雲水は高度 400 (m) まで定常な状態に落ち着いている。

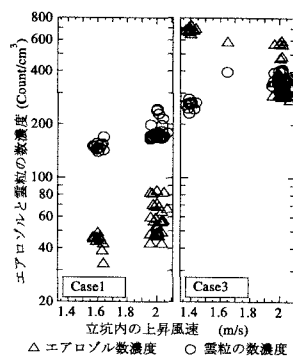


図-3 上昇風速と数濃度の関係
(Case1 エアロゾル数濃度は約 75%増加し、Case3 では約 45%減少する。雲粒数濃度は Case1 で約 26%、Case3 で約 49%増加する。)

表-3 著者の一人(山田、1996)が提案するエアロゾルを考慮した凝結に関する基礎式

$$PCOND = \frac{dm(r)}{dt} = \frac{4\pi N_0 \rho_s r^2}{rA} \left\{ \frac{e}{e_0} - 1 \right\} - \left(\frac{2\sigma}{n_s kT} \right) \frac{1}{r} + \left(\frac{M_w M_s}{4/3\pi \rho_s M_s} \right) \frac{1}{r^3}$$

従来の式 曲率効果 溶質効果

$$A = \frac{r^2 \rho_s}{R_s T a} + \frac{\rho_s R_s T}{De_0} \quad , \quad r = \sqrt{\frac{3m}{4\pi \rho_s N_0}}$$

N_0 : 代表雲粒数濃度(Count/cm³), r : 雲粒の半径(cm), ρ_s : 溶液(滴)の密度(kg/cm³)
 ρ_a : 乾燥大気密度(g/cm³), M_s : 溶質の分子量, M_w : 溶質の質量(g), T : 気温(K)
 e_0 : 温度 T (K) における平らな水面に対する飽和水蒸気圧(hPa), e : 水蒸気の分圧(hPa)
 n_s : 単位体積の水に含まれる H₂O 分子の数, σ : 水の表面張力(erg/cm²), k : ボルツマン定数(J/K)
 m : 雲水量(kg/cm³), l : 潜熱(J/kg), D : 空気中における水蒸気の分子拡散係数(m²/s)
 ρ_l : 溶質の密度(kg/cm³), a : 空気の温度拡散定数(m²/s), R_s : 気体の状態定数(J/kg/K)
 $\frac{M}{\rho^2 M_N}$: 1つの微水滴内に含まれるエアロゾルのモル濃度(mol/cm³)

低層で発生した雲水の量は上昇風速が大きいほど定常な状態になるまでの所要時間が短い。気温に関しては $w=4.0$ (m/s) の条件で与えた場合の計算結果は雲底以上の高度における気温減率が、その他の計算結果の同じ高度における気温減率と比べて小さく、約 0.4 (K/100m) であった。 $w=0.35$ (m/s) の条件で与えた場合の計算結果は高度で 500 (m) で約 283.4 (K) を示すのに対し、その他の計算結果は同高度で 0.8 (K) 高い約 284.2 (K) であった。

5. まとめ 本実験において、初めて上昇風速の変化が雲粒数濃度を与える影響を捉えることができた。(1) 上昇風速が増加すると雲粒の数濃度が増加することが実験結果より明らかになった。(2) 数値計算により上昇風速が大きくなるにつれて雲底の高度は高くなることが分かった。(3) 上昇風速が大きいときほど低層の雲水量が呈上となるまでの所要時間が短いことがわかった。

謝辞: 本研究は釜石鉱山(株)の多大な協力を頂いています。また北海道大学低温科学研究所の藤吉康志先生より大変貴重な気温のデータを提供して頂きました。ここに記して深甚なる謝意を表します。

参考文献: 1) Rutledge, S.A. and Hobbs, P. V.: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. V.III: A model for the "Seeder-Feeder" process in warm-frontal rainbands, *Jour. Atmos. Sci.*, 40, pp.1185-1206, 1983. 2) 山田正ら: 大気中のエアロゾルが降雨現象に及ぼす影響に関する研究, 4 土木学会論文集 No.614, II-46, pp.1-20, 1999.

釜石立坑 (425.5m)					
$\Delta t=0.005s, \Delta z=5m, k=5.0m^2/s$					
q_v	R.H. 99.9%	坑頂	$\frac{\partial q_v}{\partial z} = 0$	坑底	R.H. 99.9%
q_c	0.0(kg/kg)		$\frac{\partial q_c}{\partial z} = 0$		$\frac{\partial q_c}{\partial z} = 0$
q_r	0.0(kg/kg)		0.0		$\frac{\partial q_r}{\partial z} = 0$
T	下端 286.5K		$\frac{\partial T}{\partial z} = 0$		$\frac{\partial T}{\partial z} = 0$
	標準大気減率 0.66(K/100m)		初期値固定		初期値固定

表-4 計算条件

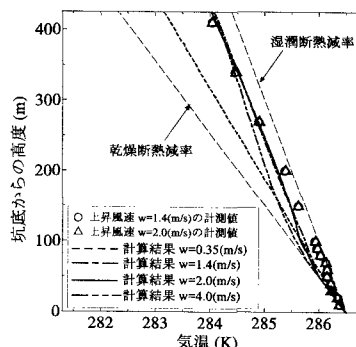


図-4 Case3 の気温の計測値と計算値の鉛直分布
(上昇風速が 4.0、2.0、1.4、0.35 (m/s) の計算結果の順に雲底の高度が高い。その高度はそれぞれ約 75、50、40、10 (m) である。)

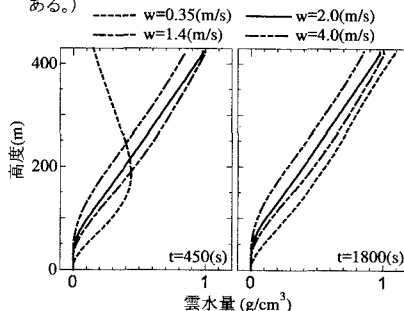


図-5 雲水量の鉛直分布

($t=450$ (s) では $w=0.35$ (m/s) の雲水量は高度 400 (m) で他の計算結果に比べて小さく約 0.01 (g/cm³)、高度 200 (m) では (g/kg) である。)